

微動アレイ観測に基づく KiK-net 大刀洗観測点における S 波速度構造の推定

田淵 孝明

1. はじめに

筑紫平野は有明海の湾奥に面する九州地方最大の平野であり、主に段丘面、沖積平野、干拓地からなる比較的軟弱な地形が広がっている。防災科学技術研究所の基盤強震観測網 KiK-net 大刀洗 (FKOH07) 観測点は、筑紫平野のなかでも背振山地と耳納山地の張り出しにより平野部が狭くなる久留米市付近より筑後川上流側の両筑平野に位置し、筑後川右岸側の河成礫層からなる段丘と河川堆積層に覆われた地域に位置する。KiK-net 観測点の多くでは、総掘進長が 100~200 m 程度のボーリング調査による PS 検層のデータが公開されている。しかし、FKOH07 観測点では総掘進長が 440 m と九州地方でも有数の深層ボーリングが行われているにも関わらず、地震基盤までの地下構造が明らかになっていないことから、地震動の増幅特性に大きな影響を及ぼす地盤構造のモデル化が十分であるとは言えない。

そこで、本研究では FKOH07 観測点周辺で微動アレイ観測を行い、地震基盤までの S 波速度構造を明らかにし、地盤震動特性の検討を行う。

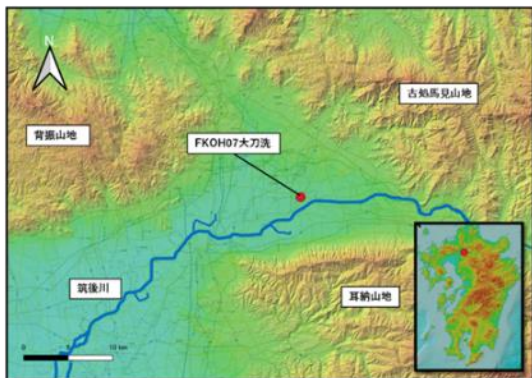


図1 FKOH07 観測点の位置 (背景は地理院地図²⁾)

2. 微動アレイ観測

微動アレイ観測では、円周上の正三角形の頂点に 3 点、中心に 1 点からなる 4 点アレイを用いた。観測は 2022 年 10 月 20 日の日中に行い、アレイ半径 r は 850、400、200、100、50、25、10、5、3.2 m の 9 種類とした。また、半径の小さいアレイ ($r=100、50、25、10、5、3.2$ m) にはセンサーとして可搬式加速度計 JEP-6A3-10 (感度 10 V/g、ミットヨ社製)、半径の大きいアレイ ($r=850、400、200$ m) には速度計 LE-3D/5s (Lennartz Electronic 社製) を用いた。ロガーはどちらも DATAMARK LS-8800 (AD 分解能: 24 bit、白山工業社製) を用い、サンプリング周波数は 100 Hz とした。アレイ配置を図 2、観測時間等の諸元を表 1 に示す。

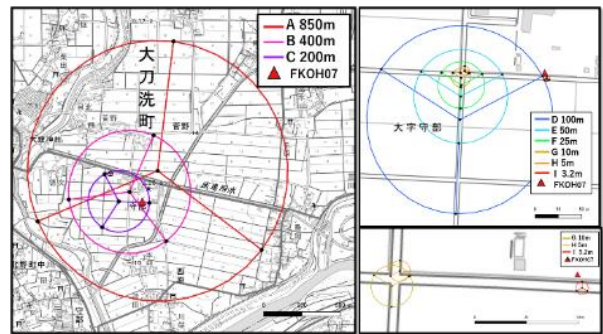


図2 研究対象地域とアレイ配置 (背景は地理院地図²⁾)

表1 微動アレイ観測の諸元

半径 r (m)	観測日時(月/日 時間)	観測時間(min)
850	10/22 10:36-13:22	166
400	10/22 14:09-15:35	86
200	10/22 16:19-17:19	60
100	10/22 14:35-16:16	101
50	10/22 11:06-11:36	30
25	10/22 11:46-12:45	59
10	10/22 12:55-13:15	20
5	10/22 16:37-16:52	15
3.2	10/22 17:02-17:12	10

3. 解析の概要と結果

3.1 SPAC 法による位相速度の算出

微動アレイ観測によって求められた微動記録の解析には空間自己相関 (SPAC) 法³⁾を用い、Rayleigh 波基本モードの位相速度を算出した。

本解析では、それぞれのアレイ半径に応じて設定された解析区間長の半分ずつを重ねながら、観測された微動記録を分割し、その中で各アレイ内の 4 観測点のフーリエ振幅がアレイ毎に定めた解析対象の周波数帯域において時間的、空間的に安定している区間を解析対象とした。なお、解析区画長は、850 m で 81.92 秒、400~200 m で 40.96 秒、100~5 m で 20.48 秒、3.2 m で 10.24 秒とした。求められた各アレイの位相速度を統合して一本の分散曲線を抽出した。このとき、SPAC 法によって位相速度が推定可能な Rayleigh 波の波長範囲 (以降、有効波長範囲とする) は、理論上はアレイの最小半径の 2 倍からアレイの最大半径の約 10 倍とされている³⁾。一方で、微動に含まれるノイズの影響もあり、実用上はアレイ半径の 2~5 倍程度とされている⁴⁾。そこで本研究では、有効波長範囲をアレイ半径の 2~10 倍、および 2~5 倍の 2 通りについて検討することとした。ここで波長 λ (m) は位相速度 v (m/s) と周波数 f (Hz) から以下の式で算出した。

$$\lambda = v/f \tag{1}$$

有効波長範囲をアレイ半径の 2~5 倍として、その範囲にあるデータの平均値をそれぞれの周波数での位相速度とした

場合の分散曲線を TCA-1、有効波長範囲をアレイ半径の2～10倍とした場合で、位相速度が2つに分かれている0.3～1.0 Hzにおいて、より位相速度が遅い方を通るものを TCA-2、速い方を通るものを TCA-3 とした。なお、TCA-2、TCA-3 ともに1.0～20 Hzについては、有効波長範囲内の平均値をそれぞれの周波数での位相速度とした。

各アレイから得られた位相速度と統合された分散曲線を図3に示す。TCA-1では0.39～15 Hz、TCA-2では0.37～15.3 Hz、TCA-3では0.39～15.3 Hzにおいて分散曲線が求められた。1.0～20 Hzの高周波数側の分散曲線はTCA-1～3でほぼ同じ値となるが、0.3～1.0 Hzの低周波数側ではTCA-1～3で違いがあり、TCA-2、TCA-1、TCA-3の順で同周波数帯での位相速度が速くなる。低周波数帯域での位相速度の違いは基盤深さとの相関があり、一般に、同周波数帯域で位相速度は速くなるほど基盤が浅い位置で現れる。このことから、TCA-3、TCA-1、TCA-2の順で基盤が浅くなると予想される。

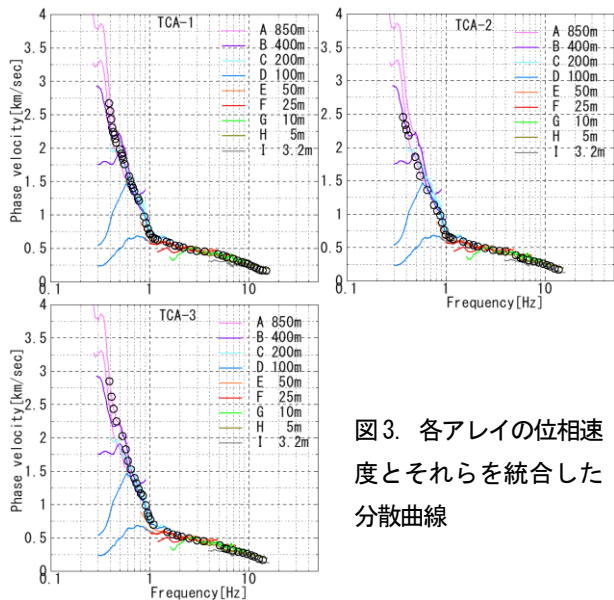


図3. 各アレイの位相速度とそれらを統合した分散曲線

3.2 S波速度構造の推定

3.1節で求められた Rayleigh 波の分散曲線に遺伝的アルゴリズム (GA) ⁹⁾による逆解析を適用し、分散曲線を概ね満足する S 波速度構造を推定した。探索範囲の初期値として、防災科学技術研究所の PS 検層結果に基づく S 波速度構造と地震ハザードステーション J-SHIS⁶⁾の深部地盤構造モデル V3.2 を統合した地下構造を仮定し、それらを含むように 12 層の地下構造モデルの設定を行った。本研究では、GA のパラメータは 6 bit で離散化、1 世代あたりの個体数は 40、世代数は 500、交差率は 70%とした。GA における理論分散曲線の計算に用いる P 波速度 V_p (m/s) と密度 ρ (g/cm³) は以下の換算式⁷⁾により S 波速度 V_s (m/s) から算出した。

$$\rho = 1.4 + 0.67\sqrt{V_s} \quad (2)$$

$$V_p = 1.11V_s + 1290 \quad (3)$$

浅い層から S 波速度と層厚の探索範囲を変化させていき、誤

差が小さくなるまで試行し、推定される地下構造が収束したところで次の層の探索範囲を変えていった。これを、最下層まで繰り返し、分散曲線を満足する S 波速度構造を推定した。ただし、最下層の S 波速度は J-SHIS の地震基盤の S 波速度に基づき 3.2 km/s とした。その後、最終的に設定した探索範囲で GA を 10 回試行し、10 回の結果で誤差の小さかった解を最適解とした。図4に観測から得られた分散曲線と GA で求められた速度構造に基づく Rayleigh 波基本モードの理論分散曲線の比較、図5に推定した S 波速度構造モデルを示す。このとき、分散曲線 TCA-1、TCA-2、TCA-3 から求められた最適解の S 波速度構造モデルをそれぞれ Model 1、Model 2、Model 3 とする。図5には、最適解の S 波速度構造モデルだけでなく、GA における 10 回の試行結果と公開されている PS 検層と J-SHIS の深部地盤構造モデルを統合した地下構造モデル (以降、既存構造とする) も併せて示している。

図4より、それぞれの分散曲線において、観測値と理論値は概ね一致している。図5において、10 回の GA の試行結果と最適解を比較すると、浅部地下構造において両者はよく一致している。一方 Model 1 や Model 2 の深部地下構造においてはややばらつきがあるが、極端に異なるモデルはなく、10 回の GA の試行結果は安定していると判断できる。

また、推定 S 波速度構造は抽出した分散曲線の違いにより、差異が見られた。特に、地震基盤 ($V_s=3.0$ km/s 以上) の出現深さの違いは大きい。Model 3 は 0.48 km、Model 1 は 0.81 km、Model 2 は 1.05 km と低周波領域の位相速度が速いほど地震基盤は浅い。

次に、既存構造と本研究の推定 S 波速度構造を比較する。深さ 0.3 km までの表層部では比較的類似した S 波速度構造となっているが、詳細に見ていくと深さ 0.03～0.07 km では、推定 S 波速度構造のほうが既存構造よりも V_s は速く、浅部地盤全体としてみると既存構造よりも固い地盤構造を示している。深さ 0.4～1.0 km では、既存構造が層厚 300 m、 $V_s=1.4$ km/s の層のすぐ下に $V_s=3.1$ km/s の地震基盤が現れるのに対して、3 つの推定 S 波速度構造では $V_s=1.6\sim 2.0$ km/s の既存構造よりも固い層が 0.4 km 付近で現れる。この層厚の違いが Model 1、Model 2、Model 3 の 3 つの地下構造モデルの中でも特に顕著であり、地震基盤の出現深さの違いに大きな影響を与えている。

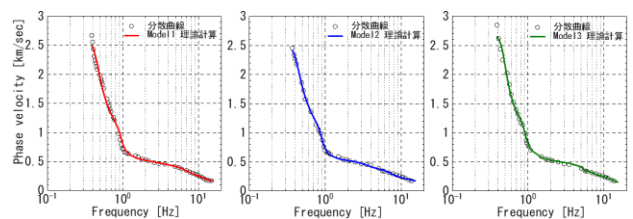


図4 推定 S 波速度構造による理論分散曲線と観測分散曲線の比較

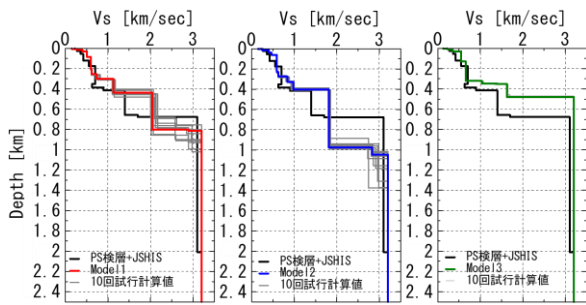


図5 推定 S 波速度構造と既存構造の比較

4. 推定した地下構造の妥当性の検証

4.1 H/V スペクトルの比較による妥当性の検証

地震動の S 波コーダ波部分の Radial 成分と Vertical 成分のスペクトル比 (地震 R/V スペクトル) や微動の水平動と上下動のスペクトル比 (微動 H/V スペクトル) の卓越周波数は速度構造に基づく Rayleigh 波基本モードの楕円率の卓越周波数と対応することが知られている。そのため、3.2 節で推定した S 波速度構造に基づく Rayleigh 波基本モードの理論楕円率と観測した全地点の微動記録から求められる微動 H/V スペクトルの平均値と FKOH07 観測点で過去に観測された 10 個の地震記録から求められる地震 R/V スペクトルの平均値を比較した。ここで、式(2)、(3)より密度と P 波速度を算出した。微動 H/V スペクトル (MHV) は、40.96 秒を 1 ブロックとし、20.48 秒ずらしながら分割した観測記録のフーリエスペクトル (平滑化はバンド幅 0.3 Hz の Parzen window) を用いて、以下の式から算出され、形状が安定した 20 ブロックの記録の平均とした。

$$MHV = \sqrt{FS_{NS}^2 + FS_{EW}^2} / FS_{UD} \quad (4)$$

ここで、FS はフーリエスペクトルであり、添え字の NS、EW、UD はそれぞれ NS 成分、EW 成分、UD 成分を表す。

また、地震 R/V スペクトル (ERV) は S 波コーダ波の 40.96 秒間を用い、バンド幅 0.1 Hz の Parzen window で平滑化し、10 個の地震記録の平均を用いた。このとき使用した地震記録はマグニチュードが大きく、震源が観測点から遠く、震源深さが浅い地震を選んだ。図6に比較の結果を示す。このとき、推定 S 波速度構造 Model 1、2、3 に基づく理論 Rayleigh 波基本モードの楕円率をそれぞれ H/V1、2、3 とする。

図6によると、微動 H/V スペクトルと地震 R/V スペクトルの第1ピークは共に 0.40 Hz にあり、第1トラフも共に 0.80 Hz にある。これに対して、H/V1、H/V2、H/V3 の第1ピークはそれぞれ 0.42 Hz、0.39 Hz、0.440 Hz にあり、概ね一致するが、特に H/V2 の一致度が高い。一方で、既存構造から求められた理論楕円率の第1ピークは 0.34 Hz にあり、観測のそれよりやや低周波側に位置する。これに対して第1トラフを比較すると H/V1、H/V2、H/V3 の第1トラフはそれぞれ 0.93 Hz、0.88 Hz、0.93 Hz にあり、既存構造の第1トラフが 0.80 Hz にあり、それぞれ観測値と概ね一致する。一致度とし

ては既存構造が最も高いが、推定した地下構造の中では H/V2 が最も一致している。以上より、H/V スペクトルによる比較からは、第1ピーク、トラフの両方の一致度の高い Model 2 が最適な S 波速度構造モデルと判断できる。

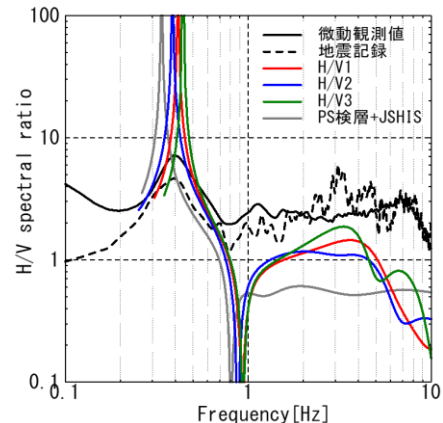


図6 推定 S 波速度構造に基づく Rayleigh 波基本モードの楕円率と微動 H/V スペクトル、地震 R/V スペクトルの比較

4.2 地表/地中スペクトル比の比較

FKOH07 観測点では地表面と地下 437m に地震計が設置されているため、過去に観測された 11 個の地震記録の地表記録と地中記録のスペクトル比 (地表/地中スペクトル比) を求め、本研究の推定 S 波速度構造と既存構造に基づく地表と地中の地震計埋設地点の間の理論地表/地中スペクトル比と比較した (図7)。このとき、推定 S 波速度構造 Model、Model 2、Model 3 に基づく理論地表/地中スペクトル比をそれぞれ G1、G2、G3 とする。1 次元地盤増幅率を求める際に使用した密度 ρ (g/cm³) は(2)式を用い、Qs 値については全層で Vs (m/s) の 1/15 とし、周波数依存性については考慮しないこととした。地震記録は Transverse 成分 S 波部分の 40.96 秒間を用い、バンド幅 0.1 Hz の Parzen window で平滑化した。本解析には、地震波が観測点に対して、できるだけ鉛直に入射する地震が望ましいため、震源が観測点に近く、震央距離に対する震源深が 0.5 以上となる地震を選んだ。

図7によると、観測地表/地中スペクトル比の低周波数帯域でのピークは 0.51 Hz に見られるのに対して、既存構造から求めた理論スペクトル比では 0.43 Hz と低周波側にピークが見られる。一方、本研究の推定 S 波速度構造による理論スペクトル比では、G1、G2、G3 でそれぞれ 0.54 Hz、0.50 Hz、0.49 Hz にピークが見られ、観測地表/地中スペクトル比と概ね一致するが、特に G2 の一致度が高い。しかし、第2ピークについては、観測地表/地中スペクトル比のピークの再現性は既存構造の理論地表/地中スペクトル比のほうが高い。この帯域はやや浅部地下構造の影響を受けていると考えられることから、本研究で推定したやや浅部の地下構造については今後検討の余地があるものと考えられる。

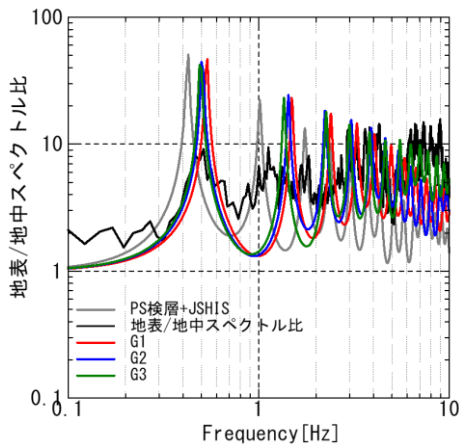


図7 推定 S 波速度構造と既存構造の理論地表/地中スペクトル比及び地震記録による地表/地中スペクトル比の比較

5. 地震基盤からの 1 次元地盤増幅率の検討

4 章で本研究の推定 S 波速度構造の妥当性を検証した結果、Model 2 が最適な S 波速度構造モデルであると判断できる。そこで、地震基盤からの 1 次元地盤増幅率を検討することで、FKOH07 地点での地盤震動特性の検討を行う。図 8 に推定 S 波速度構造モデル Model 2 と既存構造の地震基盤からの 1 次元地盤増幅率の比較、及び PS 検層記録に基づく地下 437 m 地点からと Model 2 の地震計埋設地点（地下 437 m）からの 1 次元地盤増幅率の比較を示す。

図 8 より、地震基盤からの 1 次元地盤増幅率の低周波数帯域でのピークは既存構造では 0.37 Hz あるのに対して、Model 2 では 0.40 Hz にみられ、既存構造よりも高周波数側にピークがある。同様に、地下 437 m 地点からの 1 次元地盤増幅率の低周波数帯域でのピークは PS 検層では 0.42 Hz にあるのに対して、Model 2 では 0.48 Hz にみられ、PS 検層よりも高周波数側ピークがある。また、地震基盤からの 1 次元地盤増幅率と地下 437 m 地点からの 1 次元地盤増幅率の増幅倍率を比較すると、低周波数帯域でのピークの増幅倍率が地下 437 m 地点からの 1 次元地盤増幅率では過小評価されている。

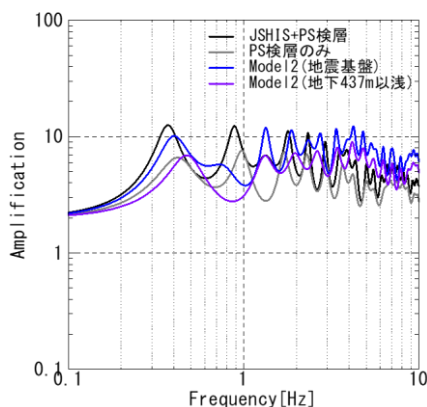


図8 TCA-2 と既存構造の地震基盤からの 1 次元地盤増幅率及び地下 437 m からの 1 次元地盤増幅率の比較

6. まとめ

本研究では、FKOH07 観測点を対象に微動アレイ観測を行い、そこから得られた微動記録に SPAC 法を適用し分散曲線を求め、GA によってそれを満たす S 波速度構造を推定した。その後、推定 S 波速度構造に基づく H/V スペクトルや地表/地中スペクトル比を求め、その結果を既存構造や過去に観測された地震記録と比較し、FKOH07 観測点における地盤震動特性について考察した。得られた知見を以下にまとめる。

- ・観測の結果、広帯域の分散曲線を得ることができた。
 - ・GA に基づく分散曲線の逆解析により S 波速度構造を求めた結果、地震基盤までの地下構造モデルが構築できた。
 - ・それらのモデルは、H/V スペクトルや地表/地中スペクトル比などの観測値の比較から、既存構造よりも観測値をよく説明できるモデルであった。
 - ・推定したモデルの中でも Model 2 が最適なモデルである。Model 2 では地震基盤は 1.05 km で出現し、他の推定 S 波速度構造や既存構造と比較して最も深い地点で地震基盤が出現する。ただし、やや浅部の地下構造については今後検討の余地がある。
 - ・地震基盤まで達していない PS 検層結果では地盤増幅特性を十分に評価できない。
- 今後は、より詳細な検討を行うことで、やや浅部の地下構造の推定の精度を上げていく必要がある。

参考文献

- 1) 防災科学技術研究所：防災科研 K-NET, KiK-net, <https://doi.org/10.17598/nied.0004>, 2019.
- 2) 国土地理院：地理院地図（電子国土基本図、色別標高図），<https://maps.gsi.go.jp>（参照 2023-10-03）
- 3) 物理探査ハンドブック増補改訂版，公益社団法人物理探査学会，pp. 240-248, 2016.
- 4) 小淵卓也，山本英和，斎藤徳美：微動アレイ探査における周波数帯-波数スペクトル法と空間自己相関法から推定した Rayleigh 波の有効波長範囲の上限の検討，物理探査，第 55 巻，第 5 号，pp363-373, 2002.
- 5) 山中浩明，石田寛：遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析，日本建築学会構造系論文集，第 468 号，pp. 9-17, 1995.
- 6) 防災科学技術研究所：J-SHIS 地震ハザードステーション，<https://doi.org/10.17598/nied.0010>, 2019.
- 7) 太田外氣晴，江守勝彦，河西良幸：耐震・振動・制御，共立出版，pp. 339, 2001.
- 8) 狐崎長琅，後藤典俊，小林芳正，井川猛，堀家正則，斎藤徳美，黒田徹，山根一修，奥田宏一：地震動予測のための深層地盤 P・S 波速度の推定，自然災害科学，Vol. 9-3，pp. 1-17, 1990.